

礫床に形成されるデューン

Experimental Study on the Formation of Dunes
in Coarse Mixed-Size Sediments

池田 宏*・小玉 芳敬*・伊勢屋ふじこ**・飯島 英夫*

John B. SOUTHARD***・Peter R. WILCOCK****

Hiroshi IKEDA, Yoshinori KODAMA, Fujiko ISEYA, Hideo IJIMA

John B. SOUTHARD and Peter R. WILCOCK

I はじめに

礫床河川の流れは一般に $\tau/\tau_* < 2$ 程度 (Parker, 1978; Andrews, 1984) の比較的流砂強度の低い流れであり、礫は各個運搬されていて、河床形は全体として安定しており、デューンのような前進性をもつメソスケールの河床形は生じないと信じられている (Parker and Peterson, 1980)。水路実験に基づく河床形形成領域区分図 (第1図) によっても、粒径が3~4mmより粗いとデューンは生じないとされてきた (Simons *et al.*, 1961; Costello and Southard, 1980; Allen, 1983)。しかし、粗粒な礫の流れを調べた従来の小型水路実験には、水深が小さいために流れが弱すぎるか、あるいは流れを強くしようとして急勾配にし過ぎたため、勾配や水面波の影響が礫の流れに強く現れてしまうという問題点があった。したがって、礫床ではデューンが形成されないという根拠はさほど確かなものではない。

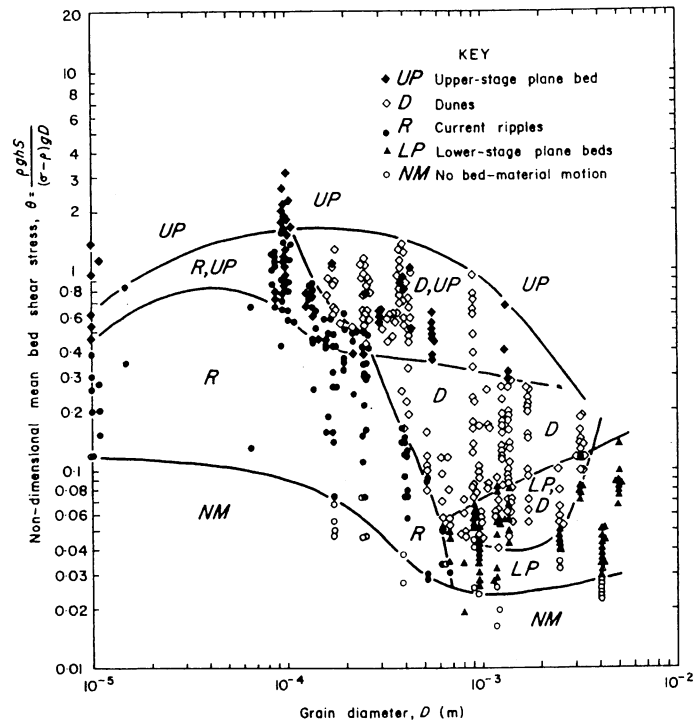
近年、混合砂礫の流送実験が盛んになり、砂礫床上でデューンのような河床形が生じることが報告されてきた (Hubbell *et al.*, 1987; Ikeda and Iseya, 1988; Kuhnle and Southard, 1988; Wilcock and Southard, 1989)。さらに、礫床河川においても比較的流れの弱い領域で、1, 2粒子の高さをもつ移動性の河床波 (migratory waves) が観測されてい

る (Hein and Walker, 1977; Prestegard, 1987)。これらはシート (gravel waves あるいは sheets) と呼ばれる河床形で、これが集まって移動砂礫堆 (migrating bars) になるという報告もある (Smith, 1974; Hein and Walker, 1977; Goodwin and Steidtmann, 1981; Bluck, 1982; Church and Jones, 1982; Ashmore, 1991)。シートばかりでなくデューンを観察した報告もある (Baumgarten, 1848, cited by Lane, 1939; Neill, 1969; Gustavson, 1978; Whiting *et al.*, 1988)。

これらのことから、礫床河川においても移動性のメソスケールの河床形が形成されているという考えがとくに堆積学分野では次第に受け入れられつつある (Miall, 1978; Rust, 1978; Church and Jones, 1982, p. 293)。しかし、シートとデューンとの関係などはよくわかっていない。

一方、流れの強い礫床河川においては流砂と河床形の観測は困難であると考えられてきたが (Blench, 1969, p. 24; Rust, 1978, pp. 613-614; Smith, 1978, p. 86)、米国地質調査所の Dinehart (1989, 1992) はセントヘレンズ山から流れ出す北トゥートル川 (NF Toutle River) 中流の Kid Valley 地点で、1986年2月と11月および1987年2~3月に合計12回、1台のソナーを用いて河床形の観測に成功したのに続いて、1989年12月と1990年1月には、ソナー

*筑波大学水理実験センター **上武大学商学部 ***マサチューセッツ工科大学 ****ジョンズ・ホプキンス大学



第1図 無次元底面剪断応力と砂礫の粒径による河床形の形成領域区分図 (Allen, 1982, Vol. 1, p. 340による)

を2台にして、かつ掃流砂サンプラーによる掃流砂観測を頻繁に実施した。

北トゥートウル川では、セントヘレンズ火山の1980年の噴火以降、多量の土砂が流送されており、岩盤で制約された河道内の観測地点では、流量の増加に伴って水深が大きくなり、また掃流力が大きくなりやすい。出水時の水深は1~2m、流速は毎秒2~3m、流砂の平均粒径は2~10mmで、径1~32mmの砂礫が卓越していた。なお、水面勾配は0.0041~0.0046であった。観測の結果、Ikeda and Iseya (1988) による大型水路における細礫からなる低起伏のデューンと似た河床形が観察された。デューンの移動に対応して流送砂礫の粒径が明瞭な変動をすることも明らかになったが、その様子も、大型水路における砂と礫との動きと同様、デューンの前面(最下流部)が最も粗粒であった。

Dinehart (1992) は観測された河床形を3つに細分した。すなわち、(1)大きなデューン：波長6

~20m、耳たぶ状の平面形で、その下流側に前縁斜面 (slip face) をもつ。(2)小さなデューン：波長1~3mで(1)の上に乗る。なお、(1)と(2)の波高はともに10~40cmであった。(3)シート： $2d_{84}$ (84%粒径の2倍)の高さをもつ河床形である。Dinehartは観測された河床形がこの川のように一度荒廃した流域の河川に一時的に生じる現象なのか、他の急勾配の礫床河川でも生じる一般的な現象なのかを、観測によって明らかにすることを当面の課題としている。

われわれは最近、閉管路(ダクト, closed duct)を使った実験装置を水理実験センターに新たに製作した(松本ほか, 1993)。これを用いて混合砂礫の流送実験を進めている。この過程で、Dinehartの観察結果と共通した実験結果を得た。そこで、実験結果の中から河床形に関するいくつかの知見をとりまとめてここに報告する。

II 実験装置と実験方法

1) 閉管路実験装置

上述したように、従来用いられてきた小型の開水路実験装置には、礫床河川における砂礫の流送現象を再現するためには、流れが弱すぎるか、あるいは流れを強くしようとすると勾配を著しく大きくせざるをえず、水深の小さなフルード数の大きな流れとなつて、砂礫の流れに勾配や水面波の影響が強く現れてしまうという限界があった。

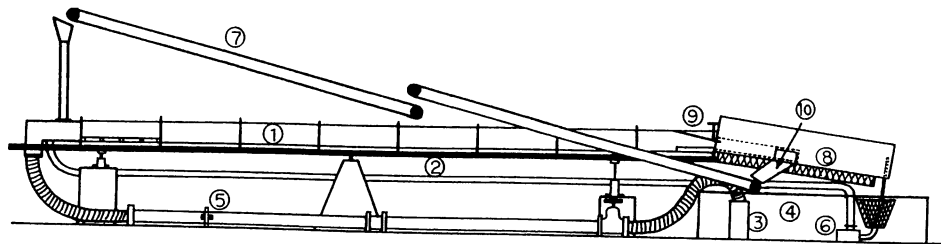
この限界を克服するための方法として、深い開水路を用いることが考えられる。しかし、深い開水路には、水路側壁の影響が現れてしまうばかりでなく、砂礫を伴う水流を作り出すためには水路を相当長くしないと等流にはならないという困難がある。ところが、閉管路にすれば、開水路と違って自由水面がないから、水面波の影響が生じないし、水深を一定に保つことも容易であるから閉管路の長さも小さくてすむという利点がある。閉管路の流れは水深の大きな流れの河床近傍の流れを切り出したものに相当すると期待される。すなわち、閉管路を用いれば、実際河川と同様に緩勾配でありながら、高速の水流による砂礫の流送現象を生じさせることができる。

実験に用いた閉管路は次の(1)～(3)のような特徴を備えている。(1)透明な閉管路。河床形が閉管路全長にわたってどのように形成・発達するのかを観察するために、閉管路の側壁は透明である。しかも、閉管路内の河床の砂礫を採取したり、写真撮影して粒径分布を調べることができるように、閉管路の蓋

は外すことができる。(2)境界層と河床形が発達するのに十分な長さを備えた閉管路。閉管路の断面の大きさは形成される河床形の規模に見合ったものである。(3)管内流速が最大毎秒2mにまで出せるポンプ能力。実際河川の河床近傍の流れに近い流れをつくり出すことができる。なお、閉管路内の砂礫の粒度組成が摩耗などによって実験中に変化してしまわないように、通常のスラリーポンプではなく、砂礫の摩耗を最低限に抑えることができるような特殊なタイプを選んだ。

実験装置は具体的には以下のような仕様を備えている(①～⑩は第2図参照)。

閉管路本体：厚さ10mmの亚克力材で、高さ(深さ)40cm・幅30cm・長さ2mの蓋付き水路を専門業者に依頼してつくり、現場で8本を接続して全長16mとした①。これを十分な強度をもつH型鋼製の架台の上に載せて、水平に設置した。図中のジャッキは微調整のためにある。水路の蓋はボルト・ナットで取り付けて、蓋を外して砂礫の入れ換えなどが容易にできるように設計した。亚克力製閉管路の上流端には鉄板を溶接してつくった箱を接続して、その内部に整流のための仕切り板を2枚交互に入れた。また、閉管路起点での局所洗掘を防止し、適度な粗度を維持するために、最上流部の2m区間の水路床は10cmの高さに底上げし、表面に高さ5mmの突起が30×30cmあたりに342個あるプラスチック板(LEGO, duplo, 商品名)を張り付けた。閉管路下流端には、最初は堰板を付けたが、試行錯誤ののち、下流端から1m上流を支点とするフラップゲート



第2図 閉管路実験装置

- ① 閉管路本体、② 砂礫返送パイプ、③ 給水ポンプ、④ 低水槽、⑤ 超音波ドップラ流量計、⑥ スラリーポンプ、⑦ ベルトコンベヤー、⑧ 水切りスクリーン、⑨ フラップゲート、⑩ 礫回収用シュート

⑨を採用した。なお、閉管路内の水流のエネルギー勾配を求めるために、閉管路の側面6ヶ所に小径の穴をあけ透明ビニール管を接続してマンメータとして閉管路内の水頭分布を読み取った。測定位置は閉管路上流端から3m地点を起点として2m毎で、穿孔位置の高さは底面から30cm上であった。閉管路に沿った水頭低下量と水深とから水流の底面剪断応力 (boundary shear stress) を算定した。

給水：給水ポンプ (主ポンプ) ③はツルミ水中ポンプ (KRS-10M, 出力22KW, 全揚程10m, 吐出力8 m³/min, 口径250mm) を選んだ。低水槽④はマンホール用型枠 (鋼板製) と鉄板・L型鋼によって製作した。高さは1.2m, 容量は21m³で十分な貯水量を確保した。流量調節は汎用インバータ (可変周波数電源装置) の使用によって、水中ポンプの電動機の周波数を調整して行なった。これによって任意の流量を長時間安定して供給することが可能となった。流量計⑤は超音波ドップラ流量計 (ポリソニックス超音波ドップラ流量計, 型式MST) ⑤を採用し、水の帰還パイプに取り付けた。

砂礫循環：水路下流端から流出した砂礫は、スクリーン⑧⑩で砂と礫に分離して、砂と粒径10mm以下の細礫はスラリーポンプ⑥によって水と共にパイプ②でダクト起点へ、また礫は閉管路上流端の給砂口へ2台のベルトコンベヤー⑦を使って返送した。

スラリーポンプは古河横形水中スラリーポンプ (ISV-1015E, 出力11kW, 全揚程15m, 吐出力1.25 m³/min, 口径100mm) を使用した。羽根車の回転による渦流に誘起する水流によって揚水するため、大きい固形物も容易に通過する。仕様では径65mmまで可能とあるが、実際には径10mmの礫がポンプケーシングと羽根車の間にちょうど挟み込まれてしまうため、径10mm以下の砂礫だけをスラリーポンプで返送することとした。

2) 実験用砂礫

本実験の目的は砂礫床でもデューンのような河床形が形成されるかどうかということを確認することにあるから、実験に用いる砂礫の粒径は大きいほど望ましいが、装置の大きさや最大流量 (底面剪断応

第1表 実験用砂礫の粒度組成

粒 径	Mixture A	Mixture D
64~32mm	0%	11%
32~16mm	0%	12%
16~ 8mm	0%	13%
8~ 4mm	50%	14%
4~ 2mm	50%	14%
2~ 1mm	0%	13%
1~ 0.5mm	0%	12%
0.5~ 0.25mm	0%	11%

力の強さ) などの制約から、平均粒径4mmとすることにした。しかし、分級度が異なる数種類の砂礫を用いることを計画した。今までに分級の良いAと分級の悪いDの2種類の砂礫についての実験を終了した (第1表)。

砂礫の流送状態を粒径別に観察するために、粒径別に異なる色に着色した。すなわち、径64~32mmを緑、32~16mmを赤、16~ 8mmを青、8~ 4mmを白、4~ 2mmを緑、2~ 1mmの極粗砂を赤、1~0.5mmの粗砂を青、0.5~0.25mmの中砂は無着色とした。砂礫の着色にはウレタン系の原色塗料と硬化剤および速乾シンナーを混合させて用いた。

3) 実験手順

AとDの砂礫について、移動限界から実験装置の最大能力に対応する流れまで、流量 (すなわち流速) を変化させて、それぞれに対する平衡状態下での河床形や流砂量を測定した。

各 Run の手順は以下のようである。(1) 閉管路内の砂礫を混合させて平坦に敷き均した。この際、水路の全長にわたって混合状態に差が生じないように細心の注意を払った。(2) 流量を調整して、その流れに河床形や流砂が平衡状態になるように、数時間あるいは数10時間にわたって通水した。(3) 平衡状態に至るまでの河床形の変化過程を逐次観察した。(4) 閉管路内の河床形が全区間にわたって一樣になり、平衡状態になっていると判断されたのち、水路側壁に沿って、河床形の高さや間隔、形状を測定し、流下する状態を追跡記録した。また、VTRや写真によっても適宜記録した。(5) 各 Run の終わりに流砂量を測定した。測定は閉管路の下流端から流出する

第2表 実験結果の一覧

Run #	Flow conditions						Sediment transport			Bed form	
	Water discharge (l/s)	Water head slope	Water temperature (°C)	Unit stream power ω (kg/m·s)	Mean depth (m)	Mean velocity (m/s)	Non-dimensional mean bed shear stress τ^*	Total transport rate (kg/m·s)	Finer transport rate (kg/m·s)	Coarser transport rate (kg/m·s)	Mean migrating velocity (m/min)
A-t1	115	---	---	---	0.30	1.28	---	0.558	---	---	---
A-t2	127	---	---	---	0.30	1.41	---	1.66	---	---	---
A-t3	181	---	---	---	0.30	2.01	---	5.8	---	---	---
A-f1	90	0.0085	---	2.55	0.26	1.15	0.35	0.13	---	---	---
A-3	58	0.0016	---	0.31	0.30	0.64	0.08	---	---	---	---
A-4	75	0.0029	---	0.73	0.30	0.83	0.14	---	---	---	---
A-5	80	0.0034	---	0.91	0.30	0.89	0.16	0.039	---	---	0.11
A-6	100	0.0055	---	1.83	0.304	1.10	0.26	0.29	---	---	0.25
A-1	90	0.0095	---	2.85	0.263	1.14	0.39	0.458	---	---	0.50
A-7	118	0.0073	---	2.87	0.302	1.30	0.34	0.456	---	---	0.40
A-2	185	0.0360	---	22.20	0.26	2.37	1.46	>7.52	---	---	0.40
D-4	52	0.0020	25	0.35	0.30	0.58	0.09	0.00014	0.00014	---	---
D-2	56	0.0027	25	0.50	0.30	0.62	0.13	0.0067	0.0067	---	0.15 ~ 0.28
D-1	60	0.0031	27	0.62	0.30	0.67	0.15	0.0072	---	---	0.55
D-9	75	0.0028	10.8	0.70	0.30	0.83	0.13	0.00236	0.00236	---	---
D-10	83	0.0038	---	1.05	0.30	0.92	0.18	0.0145	0.0145	---	0.35
D-11	90	0.0042	12.0	1.26	0.30	1.00	0.20	---	---	---	0.70
D-5	83	0.0054	---	1.49	0.30	0.92	0.25	0.069	0.056	0.13	0.85
D-12	102	0.0061	12.0	2.07	0.30	1.13	0.29	---	---	---	0.65
D-13	100	0.0065	11.0	2.17	0.30	1.11	0.30	0.1085	0.0534	0.0551	0.70
D-3a	112	0.0088	24	3.29	0.30	1.24	0.41	0.86	0.68	0.18	0.85
D-3d	111	0.0087	24	3.22	0.30	1.23	0.41	0.41	0.31	0.10	1.30
D-6	132	0.0215	25	9.46	0.30	1.47	1.01	2.604	1.378	1.226	1.40
D-7b	158	0.0254	---	13.38	0.30	1.76	1.19	5.18	2.20	2.98	1.00
D-8	191	0.0326	23.1	20.76	0.30	2.12	1.53	---	---	---	2.50
D-14a	90	0.0045	9.0	1.35	0.30	1.00	0.21	0.0413	0.0261	0.0152	2.50
D-14b	90	0.0043	---	1.28	0.30	1.00	0.20	0.178	0.156	0.022	3.50
D-14c	90	0.0040	---	1.20	0.30	1.00	0.19	---	---	---	3.40
D-15a	93	0.0049	9.0	1.52	0.30	1.03	0.23	0.2866	0.2449	0.0417	0.50
D-15b	93	0.0049	12.0	1.52	0.30	1.03	0.23	0.025	0.0188	0.00613	0.68

砂礫を直接網で受けて捕砂した。捕砂する時間間隔は河床形や流砂量によって異なった。(6) 停水後、表面砂礫の採取および写真撮影を行なった。

Ⅲ 実験結果と考察

現在までに実施した Run を第 2 表にまとめて示す。A-t1～t3 はテスト Run, A-f1 は給砂方式と循環方式の違いを検討するために給砂方式で行なった Run, A-1～A-7 は循環方式による Run である。これらの Run 番号は実施順を示す。D-6 以降、水切りスクリーン(第 2 図⑧)のメッシュを 0.3mm から 0.5mm に粗くしたために、実験材料中の最も細粒な成分である中砂(径 0.25～0.5mm の砂)が次第に閉管路内から失われ、Run D-9 以降 Run D-15 までの Run では、中砂がほとんど含まれない材料についての実験となっている。なお、Run D-14 と Run D-15 ではシートを構成している細粒の砂礫を加えたり、逆に除いたりすることによって、閉管路内のシートがデューンに移行し、また戻る過程を観察した。各 Run の詳細は科研費報告書(“閉管路を用いた混合砂礫の運搬・堆積作用に関する研究”。研究課題番号 02452296, 文部省科学研究費補助金一般研究 B, 研究代表者松本栄次(筑波大学), 1-87.) に詳しく記載されているので参照されたい。

1) シーツからデューンへの変化

(1) 流れの強度の増加に伴う河床形の変化: 平坦に敷き均した河床に通水して、次第に流量(すなわち流速)を増大させると、河床の形態は次第に変化する。分級の良い細礫の場合(A シリーズの実験では)、はじめに平坦床上で移動を開始するのは比較的小さな礫である。流れを強めると、運搬されている礫が集積して低起伏の河床形となり、ゆっくりと下流へ前進する。さらに流れの強度を増すと、礫の集積部は追いつき・合体して高さを増し、明瞭な前縁斜面をもった起伏の大きな河床形となった(写真 1)。

これに対して、分級の悪い混合砂礫の場合(D シリーズの実験では)、流速を次第に増加させると、はじめに径 8mm 程度以下の細粒の砂礫が少量運搬されて、それが集積して粒径の 2, 3 粒子分の高さの低起伏の河床形が生じた。この河床形は開水路を使って行なったディートリック教授(カリフォルニア大学バークレー校)たちとの共同実験(Dietrich *et al.*, 1989)において観察されたものと類似の河床形であったので、同様にシート (bedload sheets) と呼ぶ。

さらに流量を増すと、シートは追いつき・合体して寄り集まり、高さの大きな、その代わりに前進速度が小さな河床形となった。砂丘上の風紋が合体してやや大きな風紋を形成するのと良く似た現象である。生じた河床形の二次元的な形状やその上での水

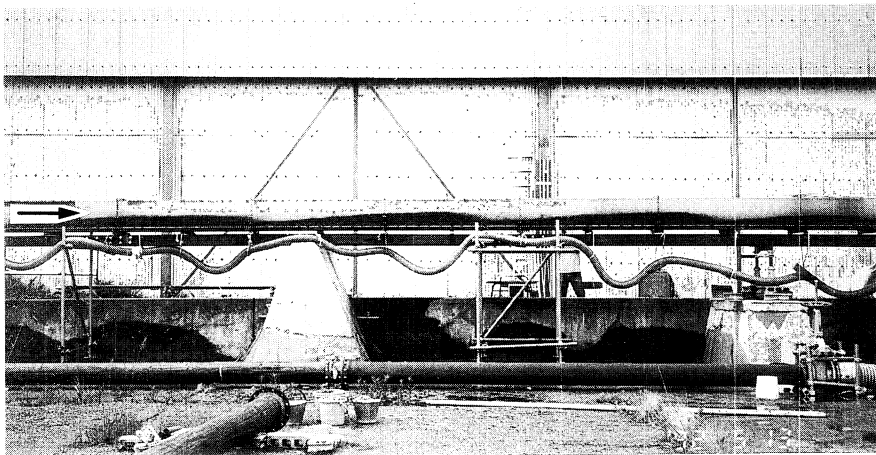


写真 1 閉管路の一樣粒径礫床に形成されたデューン (Run A-1)

流や流砂の様子から、この河床形はいわゆるデューンであると判断した。デューンの規模や前進速度は掃流力が増すほど大きくなった。

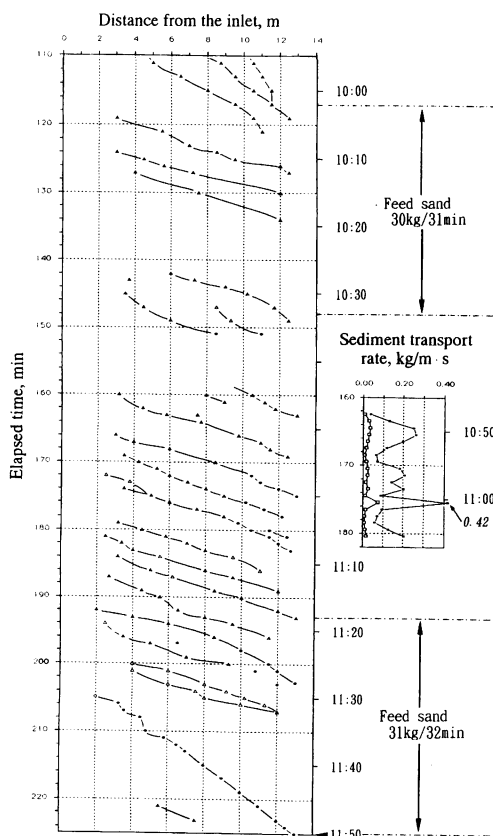
(2) 細粒の砂礫を加除した場合：シートが形成されている流れに、細粒の粒子（実際にはシートの主構成物質である粗砂（径0.5~2 mm））を加えると、流れの強度を一定に保っていても、シートの形成は一層盛んになり、さらに粗砂を加えると、シートはついには追いつき・合体して、起伏の大きなデューンに変化した（第3.1図）。閉管路内を循環している砂礫の中から追加した粗砂を除去すると、デュー

ンはその高さを減じて、再びシートに戻った（第3.2図）。

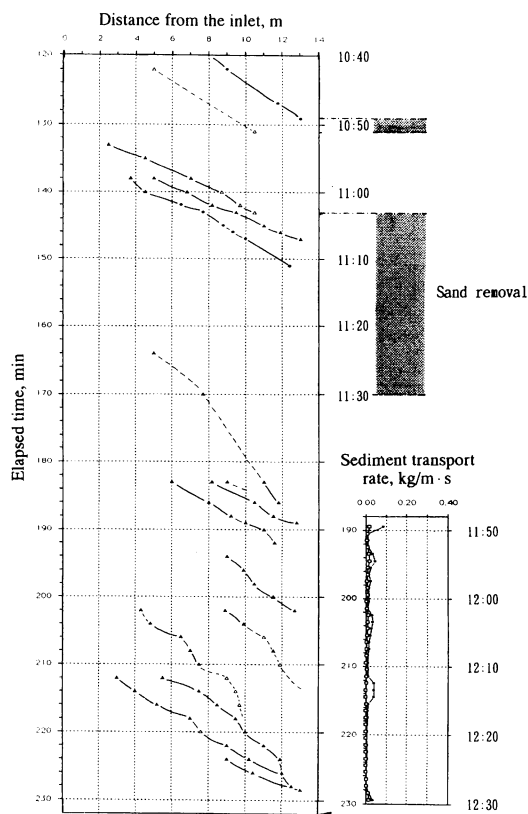
以上のように、流れの強度を変化させても、また、細粒物質の比率を変化させても、シートと明瞭な前縁斜面をもったデューンとは互いに連続的に推移することがわかった。

2) シートとデューンの違い

砂礫が細粒帯と粗粒帯とに明瞭に分離して流送されていながら、粒子スケール以上の起伏に発達しないシートと、明瞭な前縁斜面をもった起伏の大きいデューンとは、はっきり違ったものなのか、あるいは



第3.1図 粗砂を加えるとシートはデューンへ移行する（Run D-14bc, 平均流速毎秒100cm）
シートが形成されている流れに粗砂を加えると、流砂強度が増して、シートの形成が盛んになった。さらに粗砂を加えると、11:30以降、高さが高く移動速度の小さなデューンが生じた。



第3.2図 粗砂を除去するとデューンはシートへ戻る（Run D-15b, 平均流速毎秒103cm）
Run D-14b, cで加えた粗砂相当分を閉管路下流端で除去すると、デューンは消えて、再びシートのみ河床に戻った。Run D-14b, cとRun D-15bとの間に、粗砂を除去し始めたD-15a（通水時間110分）が入る。

はシートとデューンは種類としては同じで、単に高さの規模が違うだけなのだろうか。

シートは、(1)で述べたように、掃流力が大きくなって、河床の全ての粒子が動きだすか、または(2)で明らかになったように、河床上の細粒物質が増えるとデューンになる。

シートが形成されている場合の砂礫の流れは、Iseya and Ikeda (1987) などによって記載されているように、粗粒な粒子の移動速度が細粒な粒子より大きいため、粗粒な粒子群が細粒な粒子群より下流側へ抜け出して、シートの下流側半分は粗粒な粒子群、上流側半分は細粒な粒子群で構成されるようになる。このような状態を保ってシートは下流へ移動する。

一方、デューンが形成されている場合には、流送されてきた粗粒な礫はデューンの前縁斜面下部のごく狭い範囲、すなわち流れの剥離域に堆積して、後続の細粒な砂礫に埋められ、上方細粒化構造が形成される(写真2)。そのためにデューンを構成している全粒子の軌跡はキャタピラーの動きに似た動きを示して、デューンの移動速度と等しい速度で流下する。

上述したように、シートが形成されている流れに細粒物質を加えるとシートの数が増え、それらが合体して高さを増し、ついには明瞭な前縁斜面が生じる。こうなると、粗粒な粒子群は広い範囲に広がらず、前縁斜面下に堆積して細粒な粒子群に埋められる。この移行過程を観察していると、シートとデューンとに質的な違いがあるようには見えない。

シートとデューンとの違いがあるとすれば、それは砂礫粒子の軌跡であろう。シートの場合には、デューンと違って、粗粒な粒子群のすべてが後続の細粒な粒子群に埋められるというわけではなく、その一部が下流へ抜け出る(漏れる)ように見える。粒径別の流砂量あるいは輸送速度が河床形や流れの条件によってどのように変化するかを明らかにすることは今後の課題である。

3) 河床形の移動に見られる波と波群の関係

A と D、いずれの砂礫を用いた実験でも、同じ流れの中で生じるシートや起伏の小さいデューンはそ

れより大きなデューンより高速で移動して、下流の大きなデューンに追いつき・合体するという現象がごく一般的に生じる(第4, 5, 6 図)。シートや小さなデューンの移動速度は起伏の大きなデューンの移動速度の倍の速度である場合が多かった(第7 図)。

この進み方は水槽の中を進む波群の動きを思い起こさせる(Barber, 1969)。すなわち、深くて十分に長い水槽で、造波装置を動かして波群をつくらんとする。たとえば造波装置を前後に8回振動させると、波は8個生じたはずであるが、実際に見えるのは4個(ときに5個)である。写真にも4個しか写らない。4個の波が波群として進む。しかし、水槽の一点に立って、通過する波を数えれば、8個の波が通り過ぎていき、水槽の端で8個の波が砕ける。

水槽の上方を波群と等速で走行する電車に乗って、波群全体を常に眺めていれば、何が起きているのかわかる。すなわち、4個の波からなる波群が進んでいくと、その後方に新しい波が育ちはじめ、同時に先頭の波は進むにつれて弱まり、消えてしまう。しばらくすると、またこれが繰り返される。常に波群の後方に別の波が形成されはじめ、先頭の波は弱まり、消え果てる。このような過程が続く。その結果、波が存在する領域(範囲)は個々の波ほど速くは進まない。

音波が空気を伝わる時、空気はその前方に進む波を送り出すのにちょうど見合う量のエネルギーを前方へ伝える。すなわち個々の波と波群とは等速で伝播する。これに対して、深い水の波では、先頭の波を前進させるのに足りるほどの速さでは、エネルギーを前方へ供給できないらしい。そのために、先頭の波が消えると同時に、後方に残されたエネルギーから新たな波が成長してくると思えることができる。

きわめて浅い水(浅水波)の場合には、波の速さ c は波長に依存せず、水深 D によって決まり、波と波群とは同じ速さで進む(波速 $c^2 = gD$, g : 重力加速度)。海岸から海を眺めたときには、波が現れたり消えたりしないわけである。ところが、深い水(深水波)では波速は $c^2 = (g\lambda/2\pi)$ であり、波の速さは波長 λ に依存する。このため、波群の進む速度(=群速度) U は、 $U = c - \lambda (\delta c / \delta \lambda)$ と

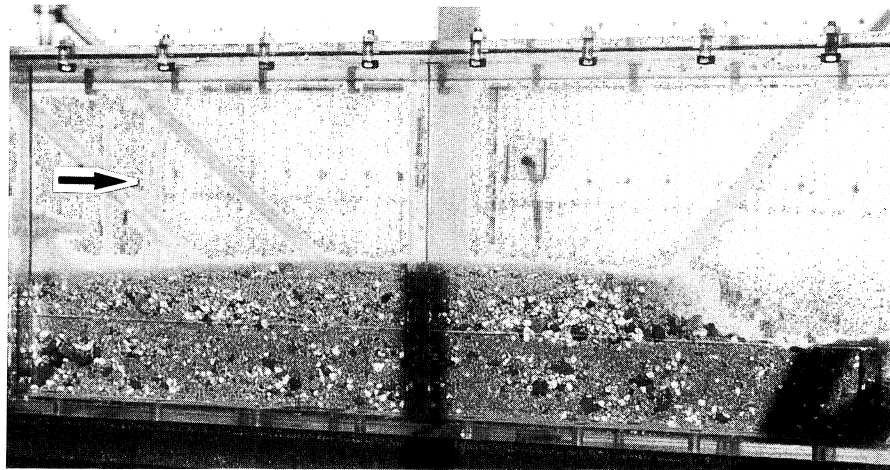
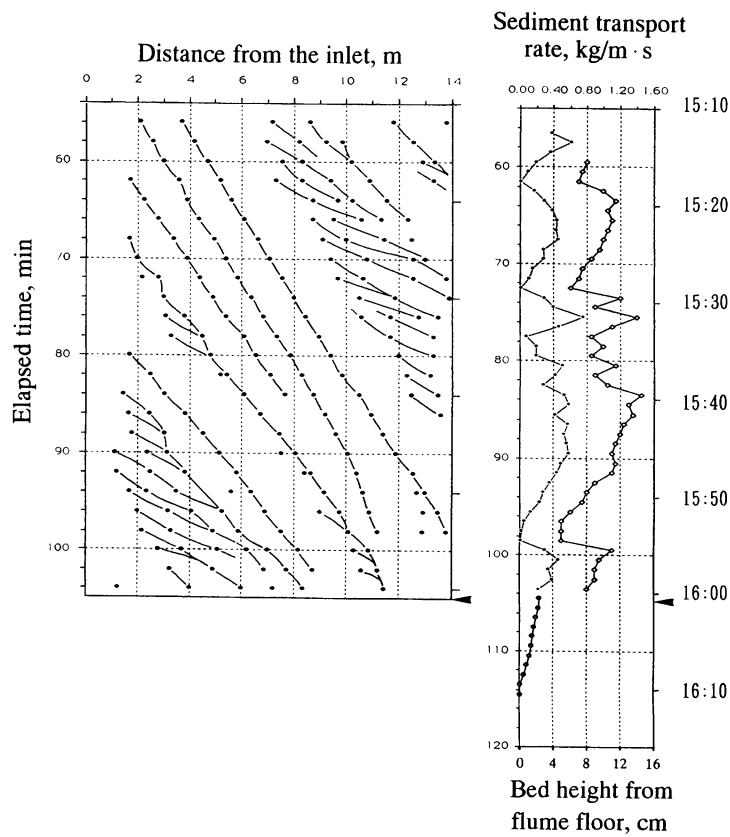
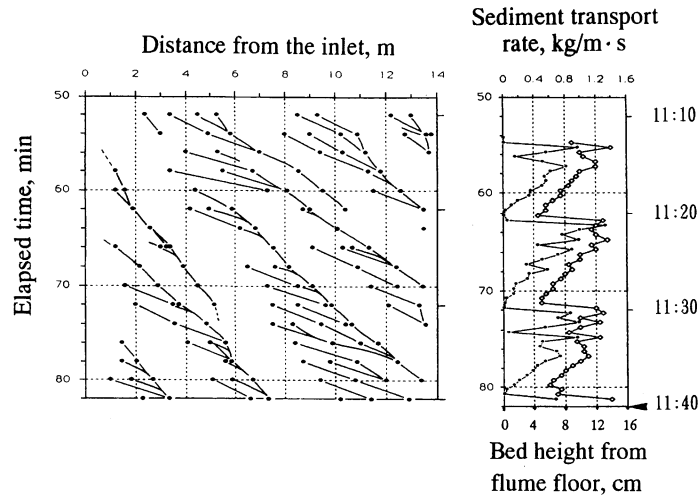


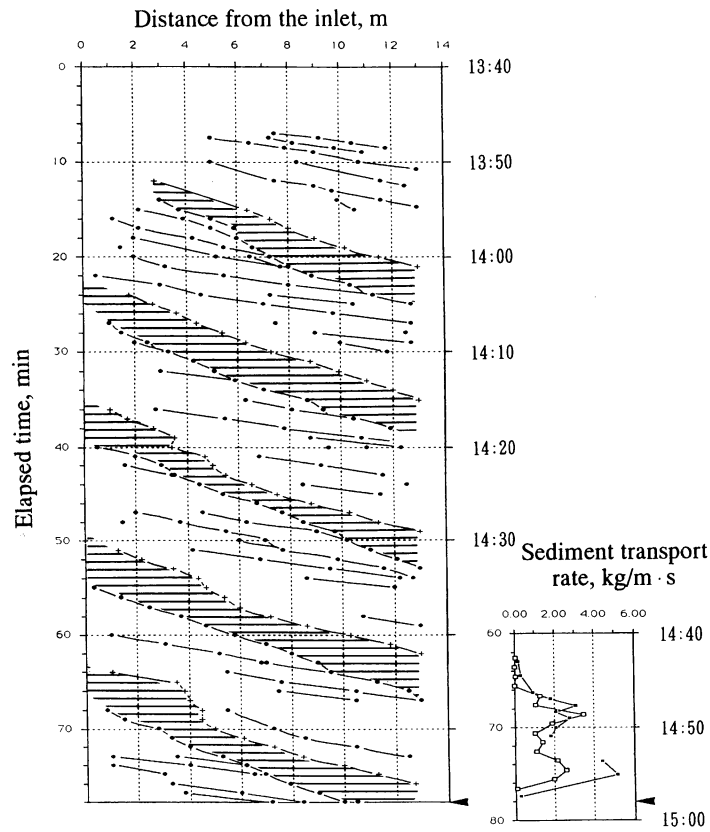
写真2 閉管路の混合砂礫床に形成されたデューン (Run D-15 a)
 デューンの背面を高速で流送された礫は、クレストの下流側のトラフに堆積して細粒な砂礫に埋められるため、デューンの構成物質は明瞭な上方細粒化構造を示す。



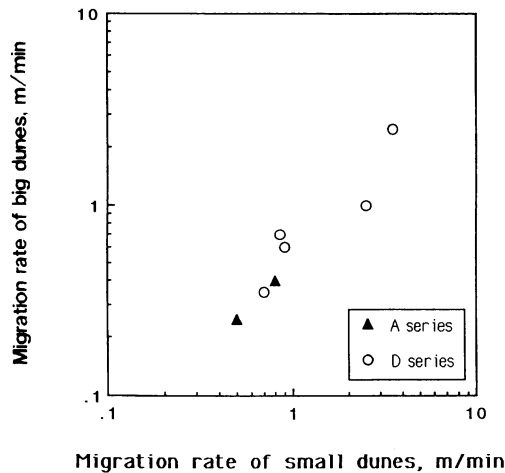
第4図 デューンの走時曲線と閉管路下流端からの流出砂礫量 (Run A-6, 平均流速毎秒110cm)
 右側のグラフの左側の曲線は流出砂礫量, 右側の曲線は閉管路下流端から25cm上流地点における河床高. 図中の矢印はポンプ停止時刻を示す.



第5図 デューンの走時曲線と閉管路下流端からの流出砂礫量 (Run A-7, 平均流速毎秒130cm)
凡例は第4図と同じ。



第6図 デューンの走時曲線と閉管路下流端からの流出砂礫量 (Run D-6, 平均流速毎秒147cm)
走時曲線中の横線を引いた範囲は閉管路床が露出していることを示す。右側のグラフは閉管路下流端からの流出砂礫量を示す。黒点は粒径10mm以下の細粒砂礫、白点はそれより粗粒な礫。



第7図 デューンの規模と前進速度の関係

閉管路実験では、ある流れの中に前進速度の異なる河床形が共存することが多かった。この場合には、比較して大きな河床形の移動速度は小さな河床形のそのほぼ半分であった。

なり、 $U = (1/2)c$ となる。すなわち波群は個々の波の速さの半分の速さで進む。

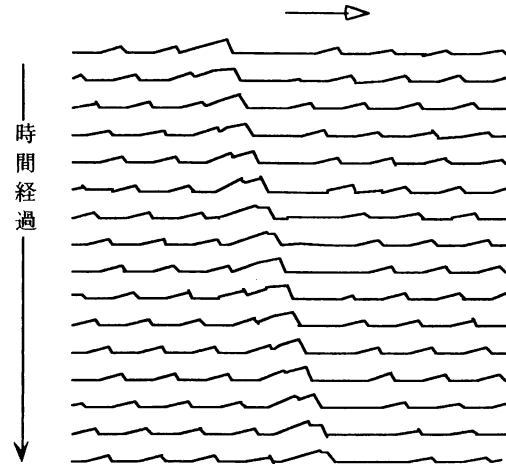
波が前方へ進んでいるとき、個々の波に必要なエネルギーの半分は、後方の水から前方の新たな水に供給され、先行する波のエネルギーの半分が後方に残っていると考えることができる。

閉管路に形成されたシートとデューンの移動の様子を見ていると、以上のような水槽の波群を思い出させられるというわけである。シートや起伏の小さなデューンが個々の波に相当し、大きなデューンが波群の先頭の波に見える(第8図)。前進速度もまさに後者は前者の半分で、波群と同様な関係がある。

4) 河床形の前進速度

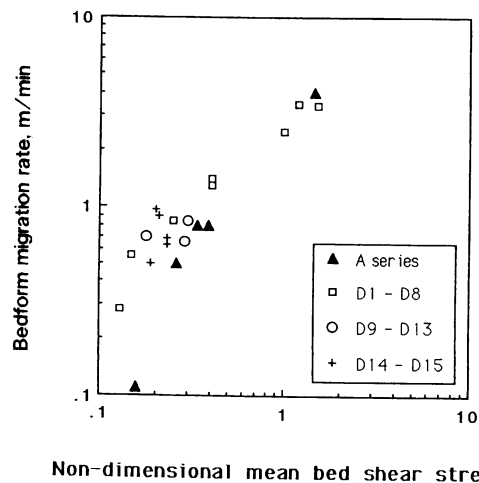
上述したように、同じ流れの中でも前進速度の異なる河床形が共存する。その場合には、起伏の大きな河床形の移動速度は起伏の小さな河床形のその半分であった。シートやデューンの前進速度を検討する際には、この特徴を理解しておくことが必要である。

ここでは、速く移動する相対的に起伏の小さな河床形の移動速度を取り上げて、掃流力との関係を見



第8図 閉管路の中を進むデューン群の模式図

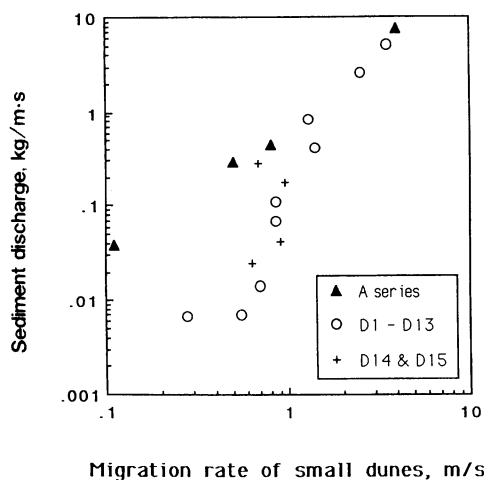
起伏の小さなデューンは移動速度が大きく、下流側の起伏の大きな移動速度の小さなデューンに追いついて合体する。起伏の大きなデューンの下流側では、起伏の小さなデューンが新たに発生する。



第9図 掃流力が増すほど増加する河床形の前進速度

ある流れの中に前進速度の異なる河床形が共存する場合には、速いほうの河床形についてプロットした。

ることにする(第9図)。分級の良い一様粒径の細礫(Aシリーズ)の場合には、デューンの移動速度と掃流力の間には良い関係がある。一方、分級の悪い混合砂礫(Dシリーズ)の場合には、掃流力が大



第10図 河床形の移動速度と流砂量の関係

ある流れの中に前進速度の異なる河床形が共存する場合には、速いほうの河床形についてプロットした。

大きくて砂も礫も共に盛んに流送されている場合には、Aシリーズと同様であるが、掃流力が小さくて、細粒の砂礫のみが運搬されているような状態では、Aシリーズと比較して、同じ掃流力でも河床形の移動速度は2~3倍も大きい。

河床形の前進速度と流砂量との間にも、一様粒径の細礫（Aシリーズ）の全部と混合砂礫（Dシリーズ）の内、流れが強くて流砂量が多い場合には良い対応関係があり、デューンの移動速度から流砂量を算定することが容易であると期待される（第10図）。

混合砂礫で流れが弱い場合には、一様粒径の場合の河床形の前進速度と流砂量との関係とは相当異なっている。これは、この範囲の河床形がデューンではなく高さの低いシートのためである。いずれにしても、礫床河川において移動性をもつメソスケールの河床形が形成されるならば、その観測によって掃流砂量を算定できると考えられる。

IV おわりに

従来用いられている小型の開水路実験装置には、礫床河川における砂礫の流送現象を再現するためには、流れが弱すぎるか、あるいは流れを強くしよう

とすると勾配を著しく大きくせざるをえないという限界があった。

本研究では、閉管路実験装置を使用して、実際河川と同様に緩勾配でありながら、高速の水流による砂礫の流送現象を生じさせた。実験には、平均粒径4mmの2種類の砂礫が用いられた。ひとつは径2~8mmの分級の良い礫で、もうひとつは径0.5~64mmというきわめて分級の悪い混合砂礫である。

どちらの砂礫を用いた実験においても、流速が毎秒2mを越える強い流れにおいてさえも、河床表面にはデューンが形成された。Dinehart (1989, 1992) によって観測された礫床のデューンは特殊なものではなく、礫床河川に普遍的な現象である可能性が高まった。

デューンは流れが強くなって流砂量が増えるほど大きくなり、また前進速度が大きくなった。デューンの形状と移動速度とから流砂量を求めることができることも確かめられた。さらに、同じ流れの中でも規模や前進速度の異なる二つの河床形が共存すること、その場合には、それらの河床形の移動には、水深の大きな水槽に生じさせた個々の波の前進速度と波群の前進速度と同様な関係があることが明らかにされた。すなわち、小さくて速く進むデューンは、下流の大きなデューンに追いつき・合体し、同時に前進速度が半減する。

大井川や黒部川などのような礫床河川の河床にはバー（bar, 砂礫堆）は形成されるが、砂床河川において流れや流砂に強く影響を与えることが知られているデューン（dune, 砂堆）は形成されないものと考えられてきた。そのため、わが国においては礫床河川におけるデューンの観測例はない。流砂量の多い礫床河川において、出水時にデューンが形成されるか否かをソナーなどによる観測によって確かめることはできないだろうか。

閉管路を用いて、さらに粒径の大きな礫を用いた実験を実施することが必要なことは言うまでもないが、もし礫床河川の河床にデューンが形成されることが確かめられれば、流れの抵抗についての理解がまず深められるであろう。またデューンの移動速度から、現在では不可能とされている礫床河川の流砂

量を算定できるであろう。礫床河川の流砂量がとらえられれば、その効果は計り知れないほど大きい。何よりも、適切な河川管理方策の立案が期待される。流域全体としての土砂収支の理解も飛躍的に進展するであろう。礫床河川に対する河川観は大きく変化するものと期待される。

謝 辞

筑波大学地球科学系の高山茂美教授には共同研究のきっかけを与えていただき、研究の全期間を通じて絶えず励ましをいただいた。閉管路実験装置を製作するにあたっては、京都大学防災研究所の江頭進治助教授に適切な御教示をいただいた。

最近3年間に大変多くの方々の御協力を頂いて実験を遂行することができた。とくに、地球科学研究科研究生だった Shlomo Sharoni (イスラエルのヘブル大学の大学院生)、MITの大学院生 Tom Hickson、ジョンズ・ホプキンス大学大学院生の Brian McArdell、筑波大学農林工学系の眞板秀二、大阪大学の横川美和、筑波大学地球科学研究科大学院生の渡部 真、同じく環境科学研究科大学院生だった米山哲郎、自然科学類学生だった北島美宇、長谷川祐二、そして杉浦友宣、藤田直二郎ほかの皆様には、実験装置の製作から実験遂行までいろいろと協力いただいた。これらの方々の助力なしには、実験はなしえなかった。なお、図の仕上げは宮坂恵美子さんと小玉美宇さんにお手伝いいただいた。記して皆様に感謝いたします。

なお、本研究は文部省科学研究費補助金(一般研究B, 課題番号02452296)平成2年度研究代表者池田 宏(筑波大学地球科学系)および平成3・4年度研究代表者松本栄次(筑波大学地球科学系)の補助を受けて行われた。

文 献

松本栄次・池田宏・伊勢屋ふじこ・小玉芳敬・飯島英夫(1993): 閉管路を用いた混合砂礫の運搬・堆積機構に関する研究. 平成2・3・4年度文部省科学研究費補助金(一般研究B, 研究課題番号02452296)研究成果報告書, 109p.

- Allen, J. R. L. (1982): *Sedimentary Structures; Their Character and Physical Basis*. Amsterdam, Elsevier, 2 vols.
- Allen, J. R. L. (1983): River bedforms; Progress and problems. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol.*, **6**, 19–33.
- Andrews E. D. (1984): Bed-material entrainment and hydraulic geometry of gravel-bed rivers in Colorado. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **95**, 371–378.
- Ashmore, E. D. (1991): How do gravel rivers braid?, *Can. J. Earth Sci.*, **28**(3), 326–341.
- Barber, N. F. (1969): *Water Waves*. Wykeham Publications (London), 高橋 毅訳(1974): 『水の波』, 共立出版モダンサイエンスシリーズ, 160p.
- Baumgarten, M. (1848): Navigation fluviale, Garonne. *Ann. Ponts Chaussees*, **2**, 1–157.
- Blench, T. (1969): *Mobile-bed Fluviology*. University of Alberta Press, Edmonton, 221p.
- Bluck, B. J. (1982): Texture of gravel bars in braided streams. In *Gravel-Bed Rivers*, eds., by R. D. Hey, J. C. Bathurst, and C. R. Thorne, John Wiley, New York, 339–355.
- Church, M., and Jones, D. (1982): Channel bars in gravel-bed rivers. In *Gravel-Bed Rivers*, edited by R. D. Hey, J. C. Bathurst, and C. R. Thorne, John Wiley, New York, 291–338.
- Costello, W. R. and Southard, J. B. (1980): Flume experiments on lower-flow-regime bed forms in coarse sand. *J. Sed. Petrol.*, **51**, 849–864.
- Dietrich, W.E., Kirchner, J. W., Ikeda, H. and Iseya, F. (1989): The origin of the coarse surface layer in gravel-bedded rivers. *Nature*, **340**, 215–217.
- Dinehart, R. L. (1989): Dune migration in a steep coarse-bedded streams. *Water Resources Res.*, **25**(5), 911–923.
- Dinehart, R. L. (1992): Evolution of coarse gravel bed forms: field measurement at

- flood stage. *Water Resources Res.*, **28**(10), 2667–2689.
- Goodwin, C. N., and Steidtmann, J. R. (1981): The convex bar: Member of the alluvial channel sidebar continuum. *J. Sediment. Petrol.*, **51**(1), 129–136.
- Gustavson, T. C. (1978): Bed forms and stratification types of modern gravel meander lobes, Nueces River, Texas. *Sedimentology*, **25**, 401–426.
- Hein, F. J., and Walker, R. G. (1977): Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Can. J. Earth Sci.*, **14**, 562–570.
- Hubbell, D. W., Stevens, H. H., Skinner, J. V., and Beverage, J. P. (1987): Laboratory data on coarse-sediment transport for bed load-sampler calibrations. *US Geol. Surv. Water Supply Pap.*, **2299**, 31 p.
- Ikeda, H. and Iseya, F. (1988): Experimental study of heterogeneous sediment transport. *The University of Tsukuba, Environmental Research Center Papers*, No. 12, 50 p.
- Iseya, F. and Ikeda, H. (1987): Pulsations in bed-load transport rate induced by a longitudinal sediment sorting: A flume study using sand and gravel mixtures. *Geografiska Annaler*, **69A**, 15–27.
- Kuhnle, R. A., and Southard, J. B. (1988): Bed load transport fluctuations in a gravel bed laboratory channel. *Water Resources Res.*, **24**, 247–260.
- Lane, E. W. (1939): Hydraulic engineering aspects of sediment transportation and deposition. *Bull. Assoc. State Eng. Soc.*, 26p.
- Miall, A. D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In *Fluvial Sedimentology*, *Mem. Can. Soc. Pet. Geol.*, **5**, 597–604.
- Neill, C. R. (1969): Bed forms in the lower Red Deer River, Alberta. *J. Hydrol.*, **7**, 58–85.
- Parker, G. (1978): Self-formed straight rivers with equilibrium banks and mobile beds, II, The graded river. *J. Fluid Mech.*, **89**(1), 127–148.
- Parker, G., and Peterson, A. W. (1980): Bar resistance of gravel-bed streams. *J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, **106** (HY10), 1559–1575.
- Prestegard, K. L. (1987): Sediment transport and deposition zones in braided streams. In *Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim*, *IAHS Publ.*, **165**, 411–412.
- Rust, B. R. (1978): Depositional models for braided alluvium. In *Fluvial Sedimentology*, *Mem. Can. Soc. Pet. Geol.*, **5**, 605–625.
- Simons, D. B., Richardson, E. V., and Albertson, M. L. (1961): Flume studies using medium sand (0.45 mm). *US Geol. Surv. Water Supply Pap.*, **1498-A**, 76 p.
- Smith, N. D. (1974): Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *J. Geol.*, **82**, 205–224.
- Smith, N. D. (1978): Some comments on terminology for bars in shallow rivers. In *Fluvial Sedimentology*, *Mem. Can. Soc. Pet. Geol.*, **5**, 85–88.
- Whiting, P. R., Dietrich, W. E., Leopold, L. B., Drake, T. G., and Shreve, R. L. (1988): Bed-load sheets in heterogeneous sediments. *Geology*, **16**, 105–108.
- Wilcock, P. J., and Southard, J. B. (1989): Bed-load transport of mixed-size sediment: Fractional transport rates, bed forms, and the development of a coarse bed-surface layer. *Water Resources Res.*, **25**, 1629–1641.